

下部対流圏レーダーで観測された対流境界層の平均像とその季節変動について

中城智之¹、小倉佑基¹、佐々木健治¹、斎藤陽一郎¹

橋口浩之²、山本真之²、山中大学³、深尾昌一郎¹

¹福井工業大学、² 京都大学生存圏研究所、³ 海洋研究開発機構

1. 序論

大気境界層は、地面の摩擦の影響により発生する乱流が支配的となっている大気層と定義され、私たちの生活に直接影響を及ぼす重要な大気層である。しかし、その大気運動は非常に複雑で、今もって詳細な実態は明らかにされていない。本研究では、大気境界層の詳細を観測可能な唯一の観測測器である下部対流圏レーダー（Lower Troposphere Radar、以下 LTR）のデータ解析により、日々変動する大気境界層の実態を解明することを目的とする。

2. 下部対流圏レーダー

2-1. LTR の構成および性能

本研究では、京都大学信楽 MU 観測所に設置されている LTR で 2000 年から 2006 年にかけて取得されたデータ(未解析)について解析を行った。この LTR の外観および性能緒元を図 1 および表 1 に示す。送受切り替え型パルスレーダー方式が採用されており、パルス状に変調された電磁波をある繰返し時間でアンテナから順次放射する。そして標的に散乱されたエコーをアンテナで受信する。



図 1 京都大学信楽 MU 観測所の LTR

表 1 京都大学信楽 MU 観測所の LTR の性能緒元

項目	性能
アンテナ形式	アクティブフェイズドアレイ方式
アンテナ開口	16 m ² (4m×4m)
ビーム幅	4 度
送信周波数	1.3575GHz
アンテナ利得	33dB
ピーク電力 (平均電力)	2kW(428W)
パルス幅	0.67 / 1.0 / 1.33 μs (選択)
パルス繰返し時間	25 / 50 / 100 μs (選択)
最小距離分解能	200m
時間分解能	1~10 分
観測範囲	1~10km

2-2. LTR 観測における標的

乱流によって大気の屈折率は空間的に変化するが、放射された電磁波は屈折率の空間変化率の大きい場所で強く散乱される[1]。すなわち、乱流構造定数、

$$C_n^2 = \frac{\langle (n(r + \delta r) - n(r))^2 \rangle}{|\delta r|^{2/3}}, \quad (1)$$

が大きな場所で強く散乱される。ここで、 n は大気屈折率で以下の式で表される。

$$n = 1 + 7.66 \times 10^{-5} \frac{p}{T} + 3.73 \times 10^{-1} \frac{e}{T^2}. \quad (2)$$

$p[hPa]$ は大気圧、 $e[hPa]$ は水蒸気圧、 $T[K]$ は気温である。すなわち、気圧、気温、水蒸気量の空間変化率の大きい場所が観測によって検出される。また、電波の波長の半分の空間スケールを持つ乱流によるブラッグ散乱をレーダーは選択的に受信する。LTR では波長が 22cm であるため、10cm 程度の空間スケールの乱流を観測していることになる。

2-3. 観測で求められる乱流の情報

LTR の観測では、大気乱流に関して、標的までの距離以外に以下の諸量が求められる。

(1) 背景の 3 次元風速

図 2 (右) のように、天頂および天頂から東西南北に 15 度傾いた 4 方向の計 5 方向に順番に電波を放射しており、各方向からのエコーの周波数のドップラー量から乱流の 3 次元の背景風速が求められる。

(2) 乱流構造定数

エコーの受信電力の平均値は以下の式で表される[1]。

$$\bar{P}_r = 4.16 \times 10^{-3} \frac{\pi P_t A_e \cos \theta \Delta r^2}{c T r^2 \lambda^{1/3}} C_n^2. \quad (3)$$

ここで、 $P_t[W]$ は送信電力、 $A_e[m^2]$ はアンテナの開口面積、 θ はビームの天頂角、 $\Delta r[m]$ は距離分解能、 c は光速、 $T[s]$ はパルス繰返し時間、 $r[m]$ は標的までの距離、 $\lambda[m]$ は電波の波長であり、既知の量である。したがって、観測されるエコー強度から乱流構造定数が求められる。ただし、現在はエコーの受信電力の相対値のみを扱っており、乱流構造定数の絶対値はわからない。本稿では、エコー強度に標的までの距離の 2 乗についての補正を行った量を改めてエコー強度と呼ぶことにする。

(3) 乱流の強さ

アンテナのビーム幅は 4 度 (表 2) であり、高度 1km では水平方向に約 70m の分解能である。また、解析に用いたデータは 1.33 μ 秒のパルス幅で得られており、鉛直方向には 200m の分解能となる (表 2)。この体積中に存在する空間スケール約 10cm の乱流が電波を散乱する状況では、エコーのスペクトルは周波数方向にある拡がりを持って観測される。この拡がりをエコーのスペクトル幅として観測し乱流の強さを推定できる。

3. データ解析

3-1. 晴天日における対流境界層の平均像と季節変動

対流境界層の平均像を求めるため、2000 年に得られたデータから最も理想的な状況である晴天日のデータのみを抽出し、乱流構造定数 (相対値)、スペクトル幅および東西方向 (u) と鉛直方

向 (w) の風速について、季節ごとに平均を行った。季節の定義は、春は 3, 4, 5 月、夏は 6, 7, 8 月、秋は 9, 10, 11 月、冬は 12, 1, 2 月である。

晴天日の判定のため、信楽 MU 観測所から約 5km の距離にある気象庁アメダスのデータを使用した。判定条件は、日照時間が 1 日 24 時間のうち 20% の 4.8 時間以上ある日とした。判定条件に合致した日は、春が 46 日、夏が 41 日、秋が 39 日、冬が 24 日であった。

図 2 に春の平均像を示す。上段がエコー強度の相対値、下段がスペクトル幅である。8 時頃から 15 時頃にかけてエコー強度が約 65dB と大きい領域が上昇していき、その下方にスペクトル幅の大きい領域が存在している。この構造はすべての季節に共通して見られ、信楽における過去の観測結果 ([2] Hashiguchi et al., 1995) とも一致しており、晴天日の対流境界層の基本構造と考えられる。対流境界層の最高到達高度および上昇速度、エコー強度の最大値は季節によって表 2 のように変動し、いずれも夏季に最大値となる。このことは、日射の強さの変動に起因していると考えられる。

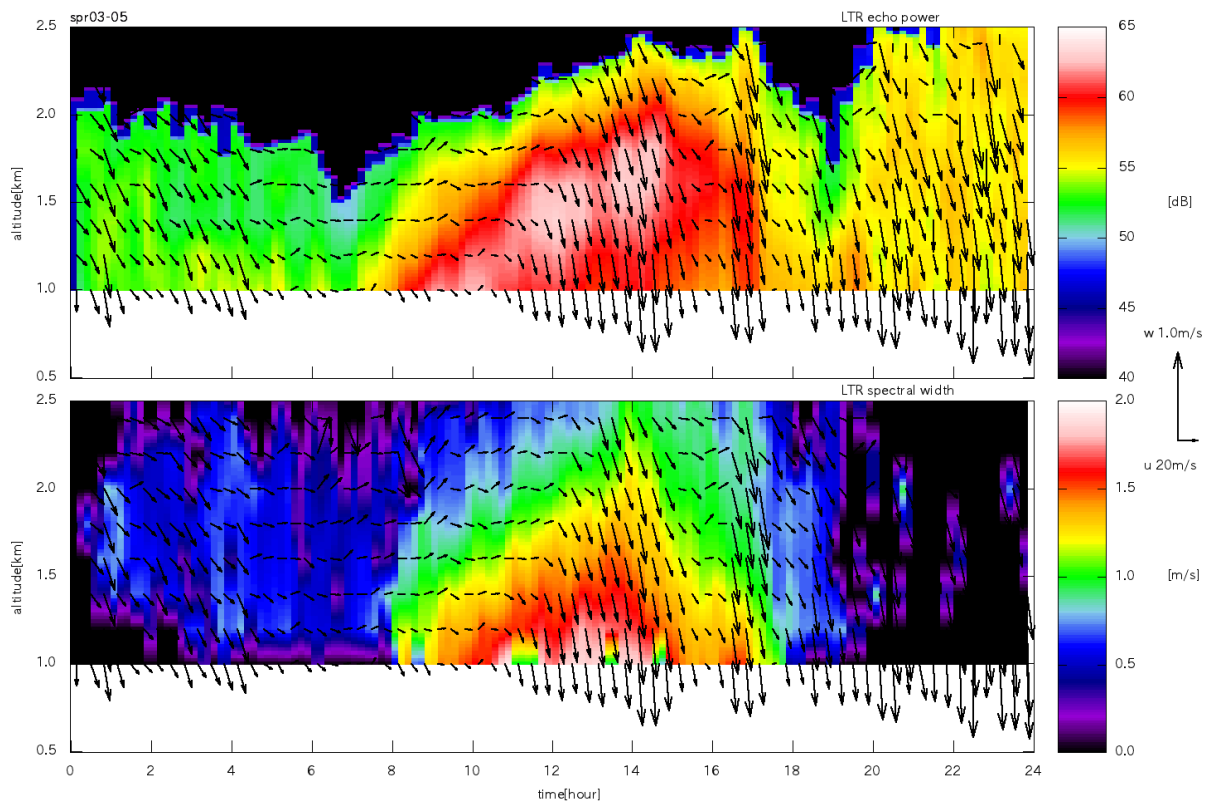


図 2 2000 年のデータを用いて得られた春の平均像。上がエコー強度、下がスペクトル幅である。

表 2. 対流境界層の季節変動

	春 (3-5 月)	夏 (6-8 月)	秋 (9-11 月)	冬 (12-2 月)
最高到達高度	2km	2.5km	1.8km	1.5km
上昇速度	0.05m/s	0.08m/s	0.08m/s	0.05m/s
最大エコー強度	65dB	70dB	55dB	50dB

また、図 3 の対流境界層内では、数 10cm/秒の下降流が卓越している。この特徴は、春および

夏に強く現れるが全ての季節において見られる。昼間の対流境界層内でこのような下降流が観測される確率は 60%から 90%となっており、晴天日の対流境界層内において頻繁に出現する。Hashiguchi et al(1995)では、対流境界層内では強い上昇流が発生することが報告されているが、平均に用いた日数が 3 日間と少ないためと思われる。

一方、UHF 帯の大気レーダーにおいて晴天日の対流境界層内で下降流が頻繁に観測されることは以前から指摘されており、昆虫のエコーを観測しているとの理解が一般的である ([3]W.M. Angevine, 1997 その他)。

3-2. 下部対流圏レーダーとラジオゾンデのデータ比較

しかしながら、明らかに大気からのエコーを観測していると思われる場合でも下降流が卓越する例が多数見られる。図 3 は、LTR によって晴天日の対流境界層の特徴的な結果が得られた 2001 年 8 月 15 日について、LTR とラジオゾンデのデータの比較を行った結果である。LTR のデータ取得時刻は 11:40 と 11:50、ラジオゾンデの放球時間は 11 時 44 分 47 秒である。

図 3 において、左から、(a)大気屈折率の水蒸気圧の項の波数スペクトルの高度分布、(b)エコー強度と混合比、(c)スペクトル幅と温位、(d)鉛直流の速度を表している。エコー強度とスペクトル幅、鉛直流の速度が LTR の観測量であり、大気屈折率の水蒸気圧の項のスペクトルの高度分布、混合比、温位がラジオゾンデの観測データからの算出量である。この日は、対流境界層内で下降流が卓越しており、(d)では高度 1–2km での下降流として表れている。

(a)の大気屈折率の水蒸気圧の項の波数スペクトルの高度分布は、ラジオゾンデで観測される温度、気圧を用いて 30m ごとに (2) 式によって計算される大気屈折率における、第 3 項の水蒸気圧の項だけを計算し、高度を変数としてフーリエ変換して求めた。フーリエ変換に用いたデータ点数は 15 点で、高度にして 420m である。すなわち、高度方向に 420m の分解能となる。スペクトルを求めては 1 点ずつ (30m ずつ) データをずらしていき、移動平均的にスペクトルを求めている。この方法で求められる水蒸気に関する屈折率擾乱の空間スケールは、60m から 500m である。LTR が観測している乱流の空間スケールは約 10cm であり、両者の比較により、卓越する乱流の特徴を推測できる。また、(b)では、LTR で観測されるエコー強度における水蒸気の影響を見るために、水蒸気の量を表す混合比とエコー強度の比較を行った。さらに(c)では、温位を計算し、大気層の安定度を見ると同時に、境界層の発達高度についても比較を行った。

(a)を見ると、高度 2km 弱で、ほぼすべての空間スケールで擾乱が発生している。同じ高度で LTR でも強いエコーが観測されており、対流境界層の上端における様々な空間スケールの乱流が混在していること、すなわち大気混合の特徴をよく示している。また、(b)を見ると、エコー強度と混合比の高度変化は概略合っているように見受けられる。特に、高度 2km 弱で混合比とエコー強度のピークが良く一致している。

一方、1.5km 以下は、ラジオゾンデでは屈折率の大きな擾乱は観測されていない。しかし、エコーは比較的強く観測されており、100m 規模の乱流よりも 10cm 規模の乱流が強いことを示している。さらに、スペクトル幅が広く、かつ温位が一定になっており、この高度以下では対流による大気の攪拌が十分に進行したと考えられる。すなわち、対流境界層内では対流によって攪拌が進み、空間スケールの大きな乱流から小さな乱流へエネルギーが渡された結果、小さな空間スケールの乱流が卓越する状態になっていると推測される。

以上から、この時間に LTR で観測されたエコーは昆虫からではなく、水蒸気を含む大気からのエコーである可能性が高いと考えられる。

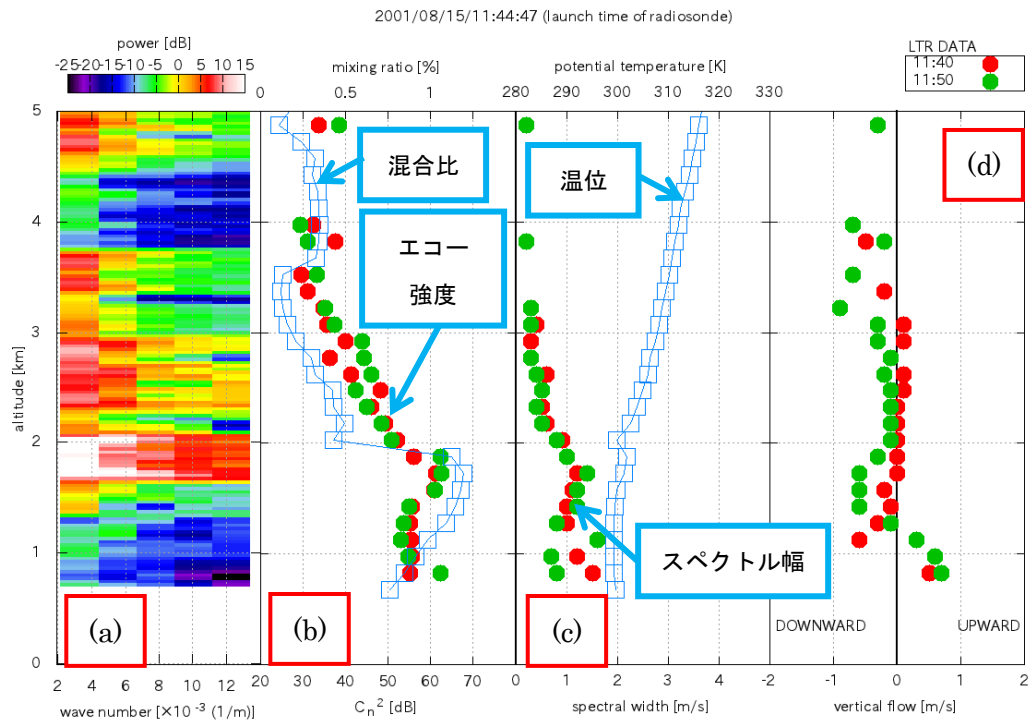


図3 典型的な大気境界層がLTRで観測された2001年8月15日におけるLTRとラジオゾンデのデータの比較。(a)屈折率の第3項のスペクトルの高度変化、(b)エコー強度と混合比、(c)スペクトル幅と温位、(d)鉛直流の速度を表している。赤と緑の丸はLTR、一番左のグラフおよび青の四角はラジオゾンデのデータである。

3. 結論

信楽 MU 観測所における晴天日の大気境界層について、未解析の LTR データを用いて平均像と季節変動を求めた。その結果、エコー強度とスペクトル幅について Hashiguchi et al(1995)と同じ平均像が得られ、日射の影響による季節変動を確認できた。しかし、対流境界層内では、Hashiguchi et al(1995)とは異なり、下降流が卓越することが示された。

対流境界層内の下降流については、昆虫からのエコーとする従来の理解に対して、ラジオゾンデとの比較の結果、大気からのエコーが得られていると考えられる場合でも下降流が卓越する例が見出された。したがって、LTR で観測される下降流については、乱流による電波の散乱機構など、昆虫も含む様々な原因を慎重に検討していく必要がある。

参考文献

- [1] 深尾昌一郎, 浜津享助 共著: “気象と大気のレーダーリモートセンシング”, 京都大学学術出版会(2005)
- [2] Hashiguchi, H., M.D.Yamanaka, T. Tsuda, M.Yamamoto, T.Nakamura, T.Adachi, S.Fukao, Diurnal Variations of the Planetary Boundary Layer Observed with An L-band Clear-Air Doppler Radar, *Boundary-Layer-Meteorology*, **74**, 419-424, 1995.
- [3] Angevine, W. M., Errors in Mean Vertical Velocities Measured by Boundary Layer Wind Profilers, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **14**, 565-569, 1997.